LA ESTRUCTURA DE LOS GNEISES OLLO DE SAPO EN EL SECTOR COSTERO DEL BARQUERO-VIVERO, CORDILLERA VARISCA, NW DE ESPAÑA

F. Díaz García

Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo, España.

Resumen: El análisis estructural de los gneises Ollo de Sapo y de los metasedimentos adyacentes, realizado en el sector costero del Barquero-Vivero, provincia de Lugo, permite establecer que su estructura consiste en un manto de 4 km de espesor, que desarrolla una intensa zona de cizalla dúctil en su base y que corta a los pliegues D_1 desarrollados en las rocas metasedimentarias. La foliación milonítica que presentan los gneises Ollo de Sapo se generó simultáneamente con las fases de deformación variscas D_{1+2}. Posteriormente, esta lámina cabalgante constituida por ortogneises fue afectada por fallas de desgarre y normales. El ascenso progresivo a niveles superficiales de la corteza de esta lámina de rocas calientes fue acompañada de una retrogradación en el bloque superior (Ollo de Sapo) por transferencia de calor al bloque inferior, en donde se desarrolla una aureola dinamotérmica, de unos 100 m de espesor, pegada al cabalgamiento basal. La deformación en el bloque superior tiende a concentrarse en los niveles basales, en los que la presencia de fluidos, combinada con bajas temperaturas de deformación (~ 350°C), produce cambios microestructurales muy significativos, que consisten en una intensa fracturación del feldespato, que facilita su alteración sintectónica a moscovita y cuarzo, y que lleva a una disminución dramática del tamaño de grano y de la proporción de feldespatos en los niveles ultramiloníticos basales.

Palabras clave: Ollo de Sapo, Manto Cristalino, Foliación Milonítica.

Abstract: The structural analysis along the Cantabric coastal section allows to improve the geology of this important structure of the Variscan belt. The upper and lower limits of the Ollo de Sapo augengneises consist of shear zones that cut D_1 folds, and develop a highly evolved crenulation cleavage (S_2).The textural types of the Ollo de Sapo augengneises are related to a mylonitization that gradually increased to the base. The attitude of the stretching lineations and shear sense criteria allows to characterise the first stages of deformation as thrust related, that can be coeval with both D_{1+2} structures of the foot wall. Thus the structure of the Ollo de Sapo gneisses can be interpreted as a thrust nappe, which evolved to a right reverse component during the last stages of D_2, followed by strike slip and normal faulting affecting their upper part.The proposed thrust nappe structure accounts for the metamorphic evolution of the zone. The deformation in the hanging wall of this crystalline thrust nappe occurs under retrograde conditions. It can be deduced that the Ollo de Sapo augengneises began to deform under temperatures in excess of 650°C, and during their emplacement to upper crustal levels, temperature decreased to $T \leq$ 350°C near the thrust surface, depicting an inverted thermal profile across the hangingwall, that can be due to heat transfer to a cold footwall at earlier stages of thrusting.The metamorphic evolution of the footwall record that prior to D_2 the footwall rocks were stable in the andalusite field at shallow depth, followed by sin-D_2 pressure increase, with kyanite overgrowing earlier quiastolite, and a post-D_2 decompression. The presence of pre-S_2 andalusite over distances of 100 m below the thrust surface would be interpreted as a «dynamothermal aureole» attached to the base of a hot (~ 650°C) crystalline sheet. Subsequent pressure increase was attained at the end of thrusting event. The later decompression can be also explained by the action of the Barquero right normal fault .

Key words: Ollo de Sapo, Crystalline Thrust Nappe, Mylonitic Foliation

Díaz García, F.(1997): La estructura de los gneises Ollo de Sapo en el sector costero del Barquero-Vivero, Cordillera Varisca, NW de España. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 249-263.

El NW de la Península Ibérica nos ofrece una sección de la cordillera Varisca bien conocida tanto en sus zonas externas y de bajo grado metamórfico (Julivert, 1971; Pérez Estaún *et al.*, 1991), como en su zona más interna en la que se reconoce la zona de sutura y los terrenos alóctonos situados por encima (Bastida *et al.*, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996). Sin embargo, son aún numerosos los interrogantes que se plantean. Entre estos, cabe destacar la problemática generada en torno a la estructura de los gneises Ollo de Sapo (Hernández

San Pelayo, 1922). El objeto de este trabajo es el análisis estructural de los gneises Ollo de Sapo y los metasedimentos próximos en el sector costero comprendido entre las localidades del Barquero y Vivero, que permitirá discutir su origen y estructura, así como contribuir a la discusión de problemas clásicos en la geología estructural de las cordilleras, como son: la geometría, asociación de estructuras y cinemática de los mantos cristalinos, y la relación entre el emplazamiento de estas láminas y la evolución metamórfica de la zona.

Antecedentes y marco geológico

Los gneises Ollo de Sapo ocupan el núcleo de una estructura antiformal que constituye el límite entre las zonas Centroibérica y Asturoccidental Leonesa (Julivert *et al.*, 1974). En los flancos de este antiforme se puede observar una sucesión de metasedimentos consistente en alternancias de cuarcitas y pizarras que culminan en un elemento muy continuo, denominado informalmente Cuarcita Armoricana, que junto con la formación Pizarras de Luarca y una sucesión de areniscas y pizarras silúricas forman, a grandes rasgos, el resto de la serie metasedimentaria (Capdevila, 1969; Iglesias y Robardet, 1980, Bastida *et al.*, 1984, 1993; Aller y Bastida, 1996).

Por lo que respecta al origen del Ollo de Sapo, Parga Pondal *et al.* (1964) y Capdevila (1969) proponen un origen vulcanosedimentario. Sin embargo, Gebauer *et al.*,(1993) y Martínez García y Quiroga (1993), en la región de Sanabria, propusieron un origen plutónico para la facies de megacristales, una edad de 488 Ma, y un origen milonítico para la facies de grano fino.

El contacto de los gneises Ollo de Sapo con las series metasedimentarias generalmente se ha descrito como concordante. Sin embargo, su traza cartográfica no sigue exactamente las formas cartográficas diseñadas por la Cuarcita Armoricana, por lo que, en ocasiones, este contacto se ha interpretado como discordante o tectónico. La existencia de un cabalgamiento en la parte basal del Ollo de Sapo ha sido puesta de manifiesto por Martínez García y Quiroga (1993), en la región de Sanabria, y por González Lodeiro (1981) en la región de Hiendelaencina (Sistema Central Español).

La estructura del Ollo de Sapo en el sector costero está sujeta a discusión. Así, Martínez Catalán *et al.* (1977) la consideran como una antiforma D_1. Por el contrario, Matte, (1968), Capdevila (1969) y Bastida *et al.* (1984), la interpretan como una antiforma perteneciente a la tercera fase de deformación. Mientras que Martínez *et al.* (1996) y Bastida *et al.* (1993) proponen una estructura compuesta D_{1-2} y D_{1-3} respectivamente.

La evolución metamórfica de la zona ha sido descrita por Capdevila (1969), quien concluye la existencia de un metamorfismo regional progrado, que presenta variaciones rápidas y locales del gradiente geotérmico, ocupando las zonas de mayor grado metamórfico el núcleo de las estructuras antiformales D_3. Por lo que respecta al sector costero, el grado metamórfico alcanzado por los metasedimentos en ambos lados de los gneises Ollo de Sapo es claramente distinto. Así, en la parte occidental, los metasedimentos se encuentran, en su totalidad, dentro de la zona de la clorita (Capdevila, 1969; Arenas, 1991), mientras que el gneis Ollo de Sapo se encuentra en la zona de la estaurolita (Capdevila, 1969).

La evolución metamórfica de los metasedimentos situados en la parte oriental de los gneises Ollo de Sapo ha sido descrita por Martínez *et al.* (1996). Estos autores concluyen que, con anterioridad a la D_2, los metasedimentos estuvieron afectados por un primer estadio de metamorfismo de baja presión, caracterizado por el desarrollo de andalucita. La existencia de distena, sobrecreciendo a la andalucita simultáneamente con la D_2, pone de manifiesto un posterior incremento de presión (~ 1,5 Kb). Por último, señalan una descompresión en torno a 0,8 Kb, posterior a la D_2.

La deformación polifásica que afecta a los materiales de esta zona ha sido datada por diversos métodos en áreas próximas. Así, la existencia de depósitos sinorogénicos de edad Devónico a Carbonífero inferior, que contienen cantos de rocas metamórficas, y que están afectados por la primera fase de deformación Varisca fue puesta de manifiesto por Ribeiro (1974) y Quiroga (1982), y las dataciones de las fábricas regionales realizadas por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Dallmeyer, *et al.* 1997), similares a las descritas en este trabajo, registran edades de 359.3 ± 0,2 Ma para la D_1 y 342,6 ± 0,3 Ma para la D_2. Los granitos de dos micas, sincinemáticos con respecto a la D_3, aportan edades en torno a 326 ± 7 Ma (Prien y Den Tex, 1984).

La estructura

Los distintos materiales de la zona (Fig.1A y B) tienen una posición casi homoclinal con buzamientos medios hacia el W, y por tanto en adelante nos referiremos a los metasedimentos situados por debajo y por encima de los gneises Ollo de Sapo en términos de su posición actual y no en sentido estratigráfico.

La estructura de los metasedimentos superiores

Los materiales alóctonos pertenecientes al complejo de Cabo Ortegal ocupan la parte superior de la estructura y su contacto con los metasedimentos silúricos está constituido por una falla normal de bajo ángulo (Martínez Catalán *et al.* 1996). Los metasedimentos situados por encima de los gneises Ollo de Sapo se encuentran afectados por el desarrollo de pliegues asimétricos D_1, con ejes subhorizontales en posición N-S y vergentes al E. Estos pliegues desarrollan un *slaty cleavage* de plano axial, que localmente está afectado por una foliación de crenulación D_3 (Bastida *et al.*, 1993).

Como se puede observar en la figura 1A, los augengneises del Ollo de Sapo están en contacto con la Cuarcita Armoricana en la parte sur, mientras que al

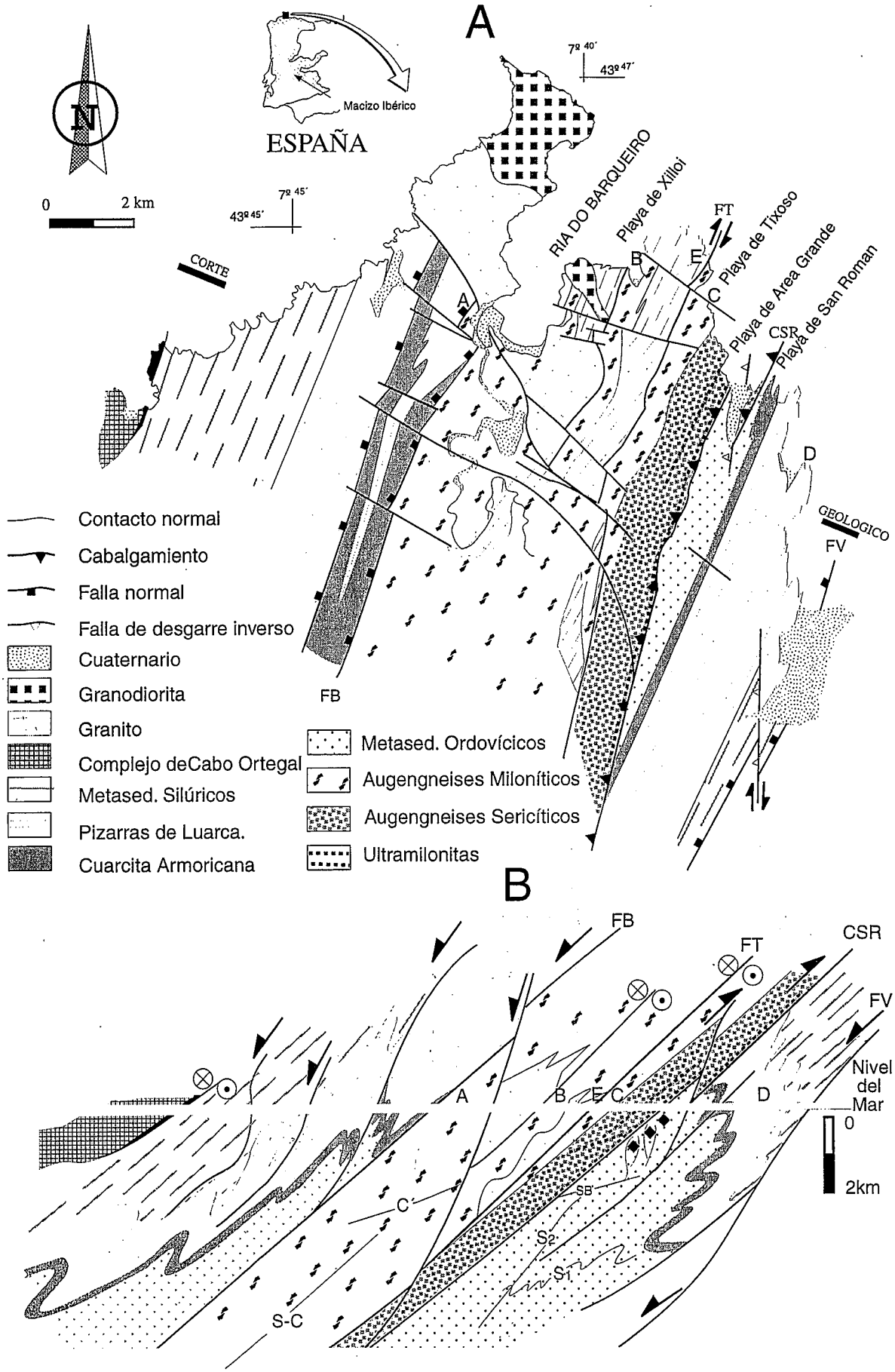


Figura 1.- A.) Mapa geológico de los gneises Ollo dè Sapo y los metasedimentos adyacentes en el sector costero. Modificado de Arce Duarte *et al.*, (1975). B.) Corte geológico. FB= Falla del Barquero; FV= Falla de Vivero; FT= Falla de Tixoso; CSR= Cabalgamiento de San Roman.

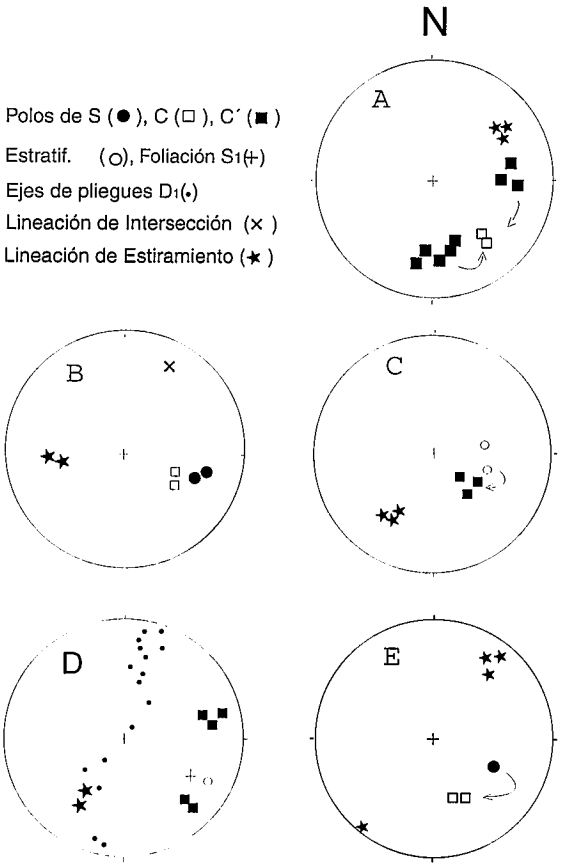


Figura 2.- Proyección estereográfica, hemisferio inferior, de la posición de los distintos elementos estructurales que se observan en la zona de estudio. Las localidades vienen situadas en la figura 1A y B y se corresponden con: A= Falla del Barquero. B= Augengneis de Xilloi. C= parte basal del augengneis. D= metasedimentos inferiores. E= granitos de dos micas. Las flechas indican el sentido de arrastre de las bandas de cizalla.

norte, en la localidad del Barquero, se ponen en contacto con las Pizarras de Luarca. Esta situación se debe a que el contacto superior de los augengneises corta a un pliegue sinclinal D_1 cuyo núcleo está ocupado por las pizarras de Luarca. Este contacto lleva asociado el desarrollo de una foliación de crenulación muy evolucionada en las pizarras, y una foliación milonítica en los augengneises, que localmente está transpuesta por el desarrollo de bandas de cizalla y cataclasitas. La posición de la lineación de estiramiento y los criterios cinemáticos (Fig. 2A) permiten caracterizar a esta zona de cizalla, desarrollada con posterioridad a la D_1, como normal con una componente de desgarre dextra.

La estructura de los gneises Ollo *de Sapo*

Los gneises del Ollo de Sapo se presentan como una lámina de espesor próximo a 4 km, en los que se han diferenciado cartográficamente dos tipos (Fig.1A y B). Los augengneises miloníticos se sitúan en la parte superior y mantienen tránsitos graduales con augengneises porfiroblásticos (poco comunes), y con augengneises sericíticos que con un espesor próximo a los 700 m se sitúan en la parte basal de la lámina. Estos augengneises sericíticos presentan numerosas bandas de cuarzoesquistos en los que esporádicamente se observan porfiroclastos de cuarzo y de feldespato.

Los augengneises porfiroblásticos se pueden observar en la playa de Xilloi. Es en este afloramiento donde presentan una deformación menor; y por tanto, sus características texturales se acercan más a las del protolito. Este consistiría en un granitoide con megacristales de feldespato euhedrales y de tamaños similares, que frecuentemente se presentan zonados, y con numerosos enclaves microgranudos ricos en cordierita (Fig. 3). Presenta una foliación subvertical marcada por dominios composicionales discontinuos de espesor milimétrico y por sombras de presión generadas en torno a los megacristales de feldespato. Esta foliación principal se encuentra ligeramente distorsionada debido a la presencia de bandas de cizalla incipientes C y C' (Berthe *et al.*, 1979). La lineación de estiramiento mineral se dispone próxima a la máxima pendiente de los planos de foliación (Fig. 2B) y los criterios cinemáticos (porfiroblastos de tipo σ y bandas de cizalla) indican un desplazamiento de la parte superior hacia el este. La intersección de los planos S y C da lugar a una lineación, en ocasiones muy marcada, de posición horizontal.

El tipo textural más común en los gneises del Ollo de Sapo es el de augengneises miloníticos, de los cuales podemos encontrar excelentes afloramientos en la

Figura 3.- Playa de Xilloi. Enclave microgranudo rico en cordierita en augengneises porfiroblásticos.

playa de Tixoso (Fig. 1A). Estos gneises (Fig. 4) presentan un bandeado composicional de espesor milimétrico muy marcado y largas sombras de presión en torno a los megacristales de feldespato, muy afectados por fracturas de tensión y de cizalla rellenas de cuarzo. Los planos C son los dominantes en la roca y los planos C´ son muy penetrativos. La lineación de estiramiento mineral se encuentra inclinada hacia el SW entre 30° y 50°, siendo esta posición común en el resto de la sección (Fig. 2C). Los criterios cinemáticos

que ofrecen estas rocas indican un emplazamiento de la parte superior hacia el NE.

Los augengneises miloníticos pasan de una forma gradual a augengneises sericíticos, por lo que la roca adquiere un bandeado en capas centimétricas tal como

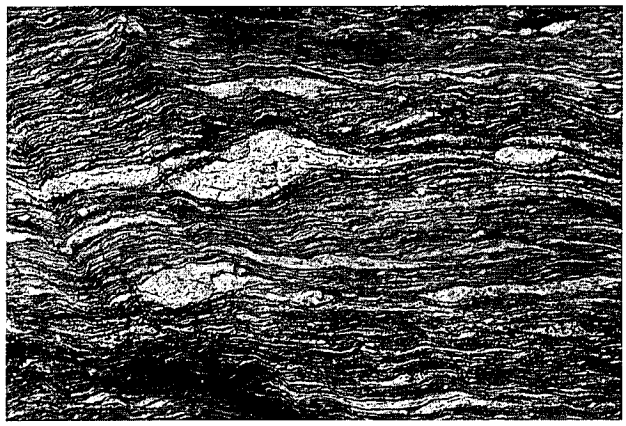


Figura 4.- Augengneis milonítico en la playa de Tixoso. Se puede observar el desarrollo de un bandeado composicional discontinuo, resultado en parte de la deformación dúctil de los megacristales de feldespato, y el desarrollo de planos C′. Anchura de la foto 40 cm.

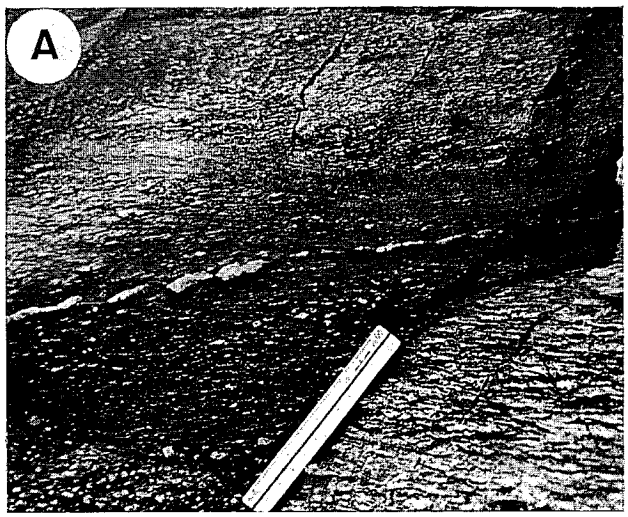
se puede observar en la parte W de la playa de Area Grande. Estos augengneises están caracterizados por una fuerte reducción del tamaño de grano de la matriz y de los porfiroclastos, por un incremento en la proporción de moscovita y clorita y disminución o desaparición de biotita. En determinados niveles centimétricos los porfiroclastos de cuarzo se presentan en mayor proporción que los de feldespato. La presencia de niveles métricos a centimétricos de grano fino con augen de cuarzo de 2-4 mm es un rasgo característico especialmente en el contacto basal de los gneises Ollo de Sapo, donde un nivel, de este tipo, de 2 m de espesor constituye un límite neto con los metasedimentos del Ordovícico inferior.

Estos niveles de grano fino han sido corrientemente interpretados como intercalaciones de esquistos, apoyando un origen vulcanosedimentario para el conjunto de la serie. Sin embargo, las observaciones de campo y microscopio nos permiten interpretarlo como niveles ultramiloníticos, formados en relación con los estadios más avanzados de la deformación. En efecto, estos niveles de ultramilonitas han sido observados en zonas de alta deformación, bien a lo largo de bandas paralelas a los planos C, o transponiendo la foliación milonítica principal a lo largo de bandas C' (Fig. 5), mostrando formas anastomosadas y tránsitos graduales con bandas o lentejones de tamaño métrico o decimétrico de augengneises miloníticos (Fig. 6).

Estructura de los metasedimentos inferiores

Por debajo de los gneisses del Ollo de Sapo (Fig.1A y B), se encuentra, en posición invertida, una serie metasedimentaria de edad comprendida entre el Ordovícico y el Silúrico. Los materiales de la serie de los Cabos presentan en este sector un espesor muy reducido (~300 m), frente a los 900 -1500 m que presenta más al sur (Aller y Bastida, 1996). Los materiales silúricos ocupan el núcleo de un sinclinal de primera fase de deformación (D_1), localmente afectado por zonas de cizalla (D_2), y cortado por la falla de Vivero (Bastida *et al.*, 1993). Son frecuentes los pliegues de tamaño métrico en los que se observa una foliación primaria de plano axial (S_1) del tipo *slaty cleavage*. Estos pliegues son cerrados y muestran una fuerte dispersión en la posición de sus ejes (Fig. 2D).

Esta disposición de las estructuras es la dominante en toda la sección situada al E de los gneises del Ollo de Sapo. Sin embargo, existen dos franjas en las que se



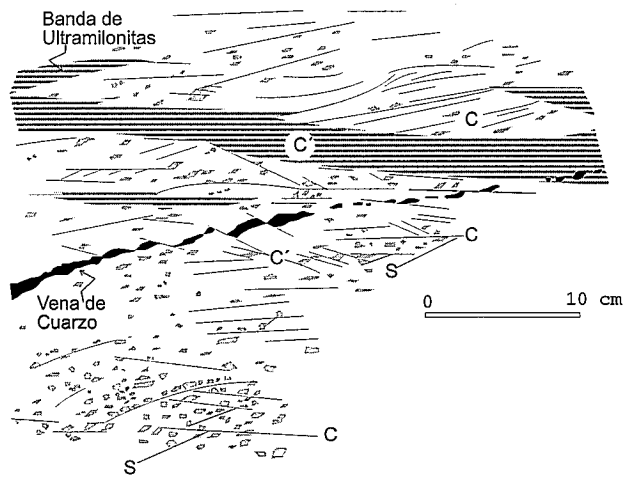


Figura 5.- Oeste de la playa de Area Grande. A) Fotografía realizada en una sección paralela a la lineación de estiramiento mineral, en la que se observa una banda de ultramilonitas formada según planos C′ que corta a la foliación principal de los augengneises sericíticos, consistente en una foliación milonítica de tipo S-C en la que los planos C son dominantes. Escala 10 cm. B) Esquema realizado a partir de la foto anterior. Observar el mayor estiramiento que muestra la vena de cuarzo en la banda de ultramilonitas.

Figura 6.- Oeste de Area Grande. Entramado formado por estrechas zonas de cizalla, de 1 a 10 cm de espesor, en las que se desarrollan ultramilonitas (bandas de color oscuro). Estas zonas de cizalla se disponen de forma anastomosada transponen a la foliacion milonítica y rodean a cuerpos lenticulares menos deformados de augengneises sericíticos. Anchura de la foto 0,5 metros.

observan una mayor variedad de estructuras. La franja inferior afecta a los materiales silúricos. En ellos se pone de manifiesto la presencia de una foliación de crenulación S_2, que transpone casi totalmente a la S_1, y que se encuentra afectada por bandas de cizalla y pliegues tipo *kink* (Martínez *et al.*, 1996). La franja superior tiene una anchura de unos 500 m, y se desarrolla en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior situados por debajo del contacto con los gneises Ollo de Sapo en la playa de San Román. La estructura principal (Fig. 7A), está marcada por el desarrollo de un par anticlinal-sinclinal, que configuran un pliegue D_1 de asimetría dextra con el eje inclinado unos 20° hacia el S, en donde aparece cortada por el cabalgamiento de San Roman (CSR), que constituye el límite inferior de los gneises Ollo de Sapo. Este par anticlinal-sinclinal tiene una foliación generalizada S_1 de plano axial, y se encuentra afectada por una serie de estructuras menores, cuyo desarrollo está influenciado por la competencia de los materiales a los que afecta, pero que en general se presentan de una forma más penetrativa hacia el contacto con los gneises Ollo de Sapo. Así, existen varias fallas inversas que producen desplazamientos de escasas decenas de metros en la Cuarcita Armoricana. También se puede observar el desarrollo de una foliación de crenulación subvertical, que hacia el W y en los niveles litológicos de menor competencia, llega a transponer a la foliación primaria S_1. Esta foliación S_2 (S_3 de Bastida *et al.*, 1993) se dispone paralela al plano axial de pliegues de pequeño tamaño, vergentes al E y de asimetría senestra, que producen figuras de interferencia al afectar a pliegues previos D_1.

En los niveles más pizarrosos, se observa la presencia de dos sistemas de bandas de cizalla (Fig. 7A). El primero lo denominaremos C, porque tiene una posición paralela respecto a las fallas inversas y al contacto basal de los gneises Ollo de Sapo, y el segundo (C´) presenta valores de inclinación bajos hacia el W y produce arrastres de la foliación subvertical S_2, que indican un movimiento de desgarre inverso (Martínez *et al.*, 1996).

La distribución espacial y la relación entre las diversas estructuras anteriormente citadas se puede analizar en estructuras de pequeño tamaño, una de las cua-

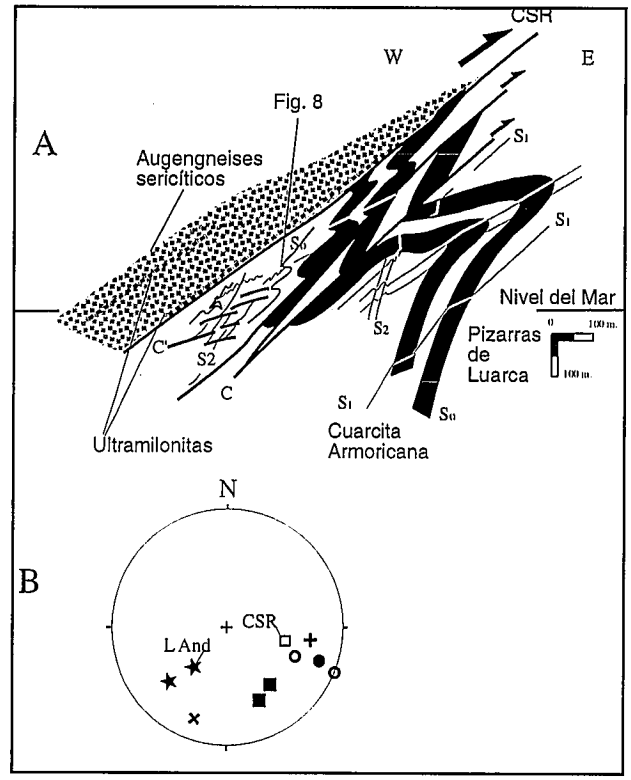


Figura 7.- A) Esquema de las estructuras desarrolladas en los metasedimentos situados por debajo de los gneises Ollo de Sapo en la playa de San Roman (Fig 1A). B) Proyección estereográfica, hemisferio inferior, de los distintos elementos estructurales. L And = Lineación de estiramiento marcada por colas de presión en andalucitas. CSR = Cabalgamiento de San Roman. Resto de símbolos como en la figura 2.

les se encuentra representada en la figura 8, en la que se observa a los pliegues menores D_1 con los flancos largos cizallados y estirados, mientras que en los flancos cortos, situados entre las bandas de cizalla, se desarrolla una foliación de crenulación.

El conjunto de estructuras (pliegues asimétricos D_2, foliación de crenulación S_2, bandas de cizalla C y C´y fallas inversas, representadas en las figuras 7 y 8) desarrolladas en los metasedimentos situados por debajo del Cabalgamiento de San Román puede interpretarse como originado en relación con una deformación por cizalla simple, que indicaría un movimiento del bloque superior (gneises Ollo de Sapo) hacia el E.

En los niveles más próximos al cabalgamiento basal del Ollo de Sapo se observa una secuencia de estructuras ligeramente más complicada. En efecto, en esta estrecha franja, pliegues de tamaño métrico, de caracte-

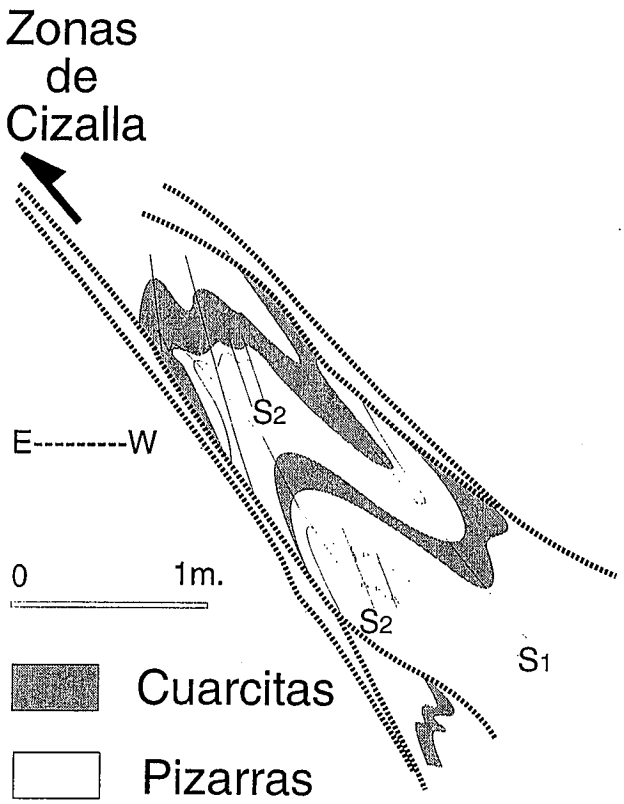


Figura 8.- Este de la playa de San Roman. Esquema realizado a partir de una fotografía de un pliegue menor D_1 afectado por zonas de cizalla, entre las cuales se desarrolla una foliación de crenulación D_2.

rísticas similares a los descritos en el resto del corte como D_1, poseen una foliación de plano axial de posición similar a la S_1 que, sin embargo afecta a una foliación anterior de tipo *slaty cleavage* (S_x).

Deformación de las rocas graníticas variscas

Los augengneises Ollo de Sapo se encuentran intruidos por dos tipos de rocas graníticas (Capdevila, 1969; Cuesta, 1982). Estos son la granodiorita tardía de la Estaca de Vares, que no presenta estructuras significativas de deformación en estado sólido, y los granitos de dos micas. Estos últimos se encuentran intruidos en forma de láminas subparalelas a la foliación de los gneises y tienen numerosas manifestaciones en forma de sills y diques posteriores al desarrollo de la foliación milonítica en el Ollo de Sapo. Los granitos de dos micas presentan en general una deformación débil con desarrollo de una foliación compuesta de tipo S-C incipiente y una lineación de estiramiento subhorizontal o inclinada ligeramente al N (Fig. 2E). Esta foliación se encuentra más desarrollada en la parte oriental de la lámina de Tixoso, donde se puede interpretar su origen en relación con una zona de cizalla de desgarre dextro, que denominamos la Falla de Tixoso (FT).

Evolución microestructural de los gneises Ollo de Sapo

Los augengneises del Ollo de Sapo presentan varios tipos microestructurales entre los cuales se pueden apreciar tránsitos graduales, que en general reflejan el aumento de la deformación hacia la parte basal de este gneis.

Los augengneises porfiroblásticos se presentan como los términos de mayor tamaño de grano y con una foliación menos desarrollada. Los megacristales de feldespato potásico (1 - 8 cm) son subidiomorfos, tienen una orientación dimensional fuerte, y muestran abundantes fracturas de tensión y de cizalla selladas por cuarzo. La foliación está también marcada por sombras de presión y dominios composicionales discontinuos de 2 a 5 mm de espesor. Los feldespatos son pertíticos y muestran una recristalización dinámica intensa con formación de plagioclasa y cuarzo que afecta principalmente a los márgenes y en ocasiones a todo el cristal. Los megacristales de plagioclasa muestran abundantes mirmequitas y una fuerte recristalización con transformación a feldespato potásico y cuarzo que se disponen en las sombras de presión y a lo largo de fracturas intragranulares (Fig. 9A).

Los porfiroclastos de cuarzo, en ocasiones de tonalidad azul (2-4 mm), permanecen preservados de una recristalización completa, mientras que en otros ejemplares se puede observar el desarrollo de microestructuras del tipo manto-núcleo que evolucionan hasta la formación de *ribbons*.

Los dominios cuarzosos consisten en *ribbons* poliminerálicos que presentan fábricas poligonales formados por cuarzos inequigranulares de grano grueso. Los dominios micáceos están principalmente compuestos de biotíta con cantidades menores de moscovita, y en ocasiones andalucita y cordierita, intensamente fracturadas y retrogradadas.

Los dominios feldespáticos son más discontínuos y contienen feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y cantidades menores de moscovita y biotíta. Estos dominios se forman a expensas de largas sombras de presión o de megacristales de plagioclasa completamente recristalizados, y muestran fabricas granoblásticas inequigranulares y poligonales y una foliación que está marcada por la orientación dimensional de biotíta.

En los augengneises miloníticos (Fig. 4) la foliación principal es de tipo S-C, siendo los planos C dominantes. Los megacristales de feldespato muestran largas sombras de presión y abundancia de fracturas de tensión y de cizalla antitéticas y rellenas de cuarzo. Estos megacristales (Fig. 9B) conservan microestructuras descritas anteriormente que evidencian una deformación plástica generalizada de la roca; sin embargo, están también fuertemente afectados por fracturación y alteración. La alteración de los feldespatos consiste en la transformación a moscovita y cuarzo, y tiene lugar preferentemente a lo largo de fracturas y en las caras del porfiroclasto opuestas a los planos de foliación (Fig. 9B), desarrollando concentraciones de micas (*quarters mats*, según Hanmer y Passchier 1991).

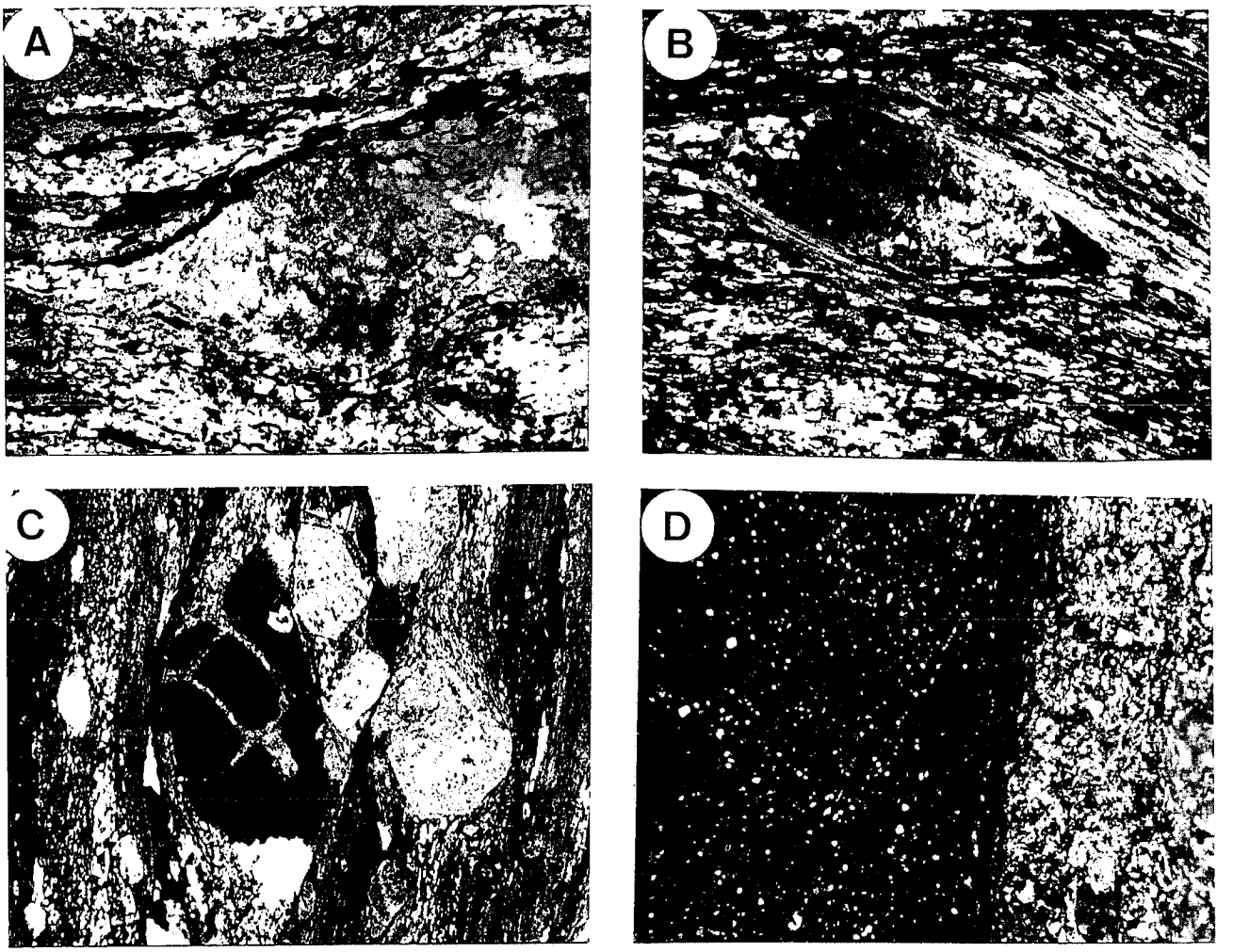


Figura 9.- Distintos tipos microestructurales del Ollo de Sapo. Lado largo de las fotografías 6 mm. A) Recristalización de feldespato potásico y cuarzo en sombras de presión de un porfiroclasto de plagioclasa. También se puede observar la textura granoblástica y subequigranular de los dominios composicionales ricos en cuarzo y en feldespato. B) Augengneis milonítico en el que se puede observar el desarrollo de sombras de presión con recristalización de cuarzo y feldespato potásico, mientras que en los cuadrantes enfrentados a la foliación y en el interior del cristal se desarrollan concentraciones de moscovita. C) Augengneis sericítico en el que se observa la intensa fracturación de los feldespatos y su intensa alteración sintectónica a moscovita y cuarzo. El porfiroclasto de cuarzo muestra una deformación plástica limitada y fracturación. D) Desarrollo de una banda de ultracataclasitas foliadas paralela a la foliación principal en un cuarzo-esquisto milonítico.

Los dominios de cuarzo (2 mm de espesor) muestran texturas poligonales con una distribución bimodal del tamaño de grano, y en ellos, frecuentemente, se observa el desarrollo de foliaciones oblicuas. Los dominios micáceos (1- 2 mm de espesor) están compuestos de moscovita y biotíta, que aparecen cizallados (Fig. 9B). Los dominios feldespáticos compuestos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo muestran una disminución del tamaño de grano hacia los bordes y en ocasiones una foliación interna oblicua (planos S) que evidencia que la foliación se forma por cizalla paralela al límite del dominio (planos C). Los feldespatos muestran un grado de sericitización avanzado concentrándose especialmente en los planos C.

Los augengneises sericíticos con porfiroclastos de feldespato y cuarzo se presentan en bandas centimétricas a métricas que mantienen tránsitos graduales con el tipo anterior. Los porfiroclastos de cuarzo y feldespato destacan en una matriz de grano fino compuesta por dominios composicionales cuarzosos y dominios ricos en moscovita y sericita (Fig. 9C). Los porfiroclastos de cuarzo exhiben una secuencia completa de microestructuras que comprende el desarrollo de lamelas de deformación, bandas de deformación, desarrollo de microestructuras manto/núcleo y formación de *ribbons*. Estos porfiroclastos de cuarzo tienen rastros de inclusiones fluidas y están afectados por fracturas intragranulares a lo largo de las cuales tiene lugar una recristalización preferente. En ocasiones, los granos recristalizados de pequeño tamaño despegan del porfiroclasto ofreciendo este bordes irregulares.

Los porfiroclastos de feldespato presentan abundantes fracturas selladas por cuarzo y sericita. En ocasiones, los feldespatos están completamente sustituidos por un intercrecimiento de moscovita y cuarzo que mantienen aún la forma del porfiroclasto.

Los dominios de filosilicatos (0.5 mm de ancho) están compuestos de moscovita de grano fino y clorita.

Los dominios cuarzosos muestran una fuerte orientación de forma marcada por cuarzo recristalizado de grano fino. También son frecuentes los dominios compuestos de cuarzo, moscovita con cantidades variables de sericita y feldespatos alterados. Existen concentraciones en ocasiones importantes de ilmenita, que imprimen una laminación a la roca y en menores cantidades calcita, esfena y epidota que aparecen dispersos o concentrados en dominios mal definidos.

En los niveles ultramiloníticos se observan escasos porfiroclastos de cuarzo y feldespato potásico. La matriz es de grano fino y presenta un desarrollo de dominios composicionales no bien marcados, posiblemente debido al incremento de sericita en la roca. Los dominios cuarzosos muestran el desarrollo de una foliación compuesta de tipo S-C, estando los planos S marcados por la orientación de cuarzo y sericita y los planos C por láminas de sericita.

En la parte basal de los gneises del Ollo de Sapo se han observado localmente bandas negras, discontinuas, de espesor milimétrico que cortan a la foliación milonítica. Al microscopio se observa que mantienen tránsitos graduales o cortan a los gneises sericíticos y que en estas bandas la reducción del tamaño de grano principalmente por fracturación ha sido extrema, lo que permite clasificarlas como ultracataclasitas foliadas (Fig. 9D).

Evolución metamórfica

La evolución metamórfica de los metasedimentos a un lado y otro de los gneises del Ollo de Sapo muestra características bien distintas. Así, los metasedimentos superiores registran una evolución prograda que alcanza la zona de la clorita, desarrollándose biotita en las metapelitas próximas a la falla del Barquero (Capdevila, 1969). Posteriormente, Arenas (1991) establece condiciones de 400°C y 2,5 -3 kb para el límite entre la zona de la clorita y biotíta y caracteriza su evolución metamórfica como perteneciente a un régimen de presión intermedia.

La serie metasedimentaria situada por debajo de los gneises Ollo de Sapo muestra una historia de enterramiento más profundo seguida de una descompresión acompañada de un descenso de temperatura tal como lo evidencia la cloritización de biotitas y granates. Es un hecho a destacar, dentro de la trayectoria prograda, la existencia de porfiroblastos de quiastolita que se encuentran pseudomorfizados por distena (Martínez *et al.*, 1996). Estas quiastolitas aparecen únicamente en una franja de unos 100 m de espesor situada por debajo del contacto basal de los gneises del Ollo de Sapo, y desarrollan colas de presión inclinada 45° hacia el SW (Fig. 10A). Al microscopio (Fig. 10B) se observa que las quiastolitas engloban un *slaty cleavage* S_i que es continuo con el *slaty cleavage* (S_1) desarrollado en la matriz, el cual se encuentra parcialmente transpuesto por la foliación de crenulación subvertical S_2. Los cristales de distena, que reemplazan a la quiastolita, se encuentran formando un agregado junto con moscovita, y en otras ocasiones se disponen según la S_i (miméticos). Los cristales de distena, más pequeños, que se observan en la matriz, se encuentran afectados por la S_2. Por tanto, se puede establecer el crecimiento de quiastolita como post- D_1, y su reemplazamiento por distena pre o sin-S_2.

El análisis de la evolución metamórfica de los gneises del Ollo de Sapo presenta la dificultad de tratarse de rocas milonitizadas en condiciones retrógradas por lo que los procesos químicos que operan se pueden establecer de una manera menos precisa, dado que es más delicado establecer qué asociaciones están en equilibrio en estas rocas miloníticas, y dado que las asociaciones encontradas no son favorables para usar como geotermobarómetros convencionales. Sin embargo, es posible obtener unos márgenes de la temperatura

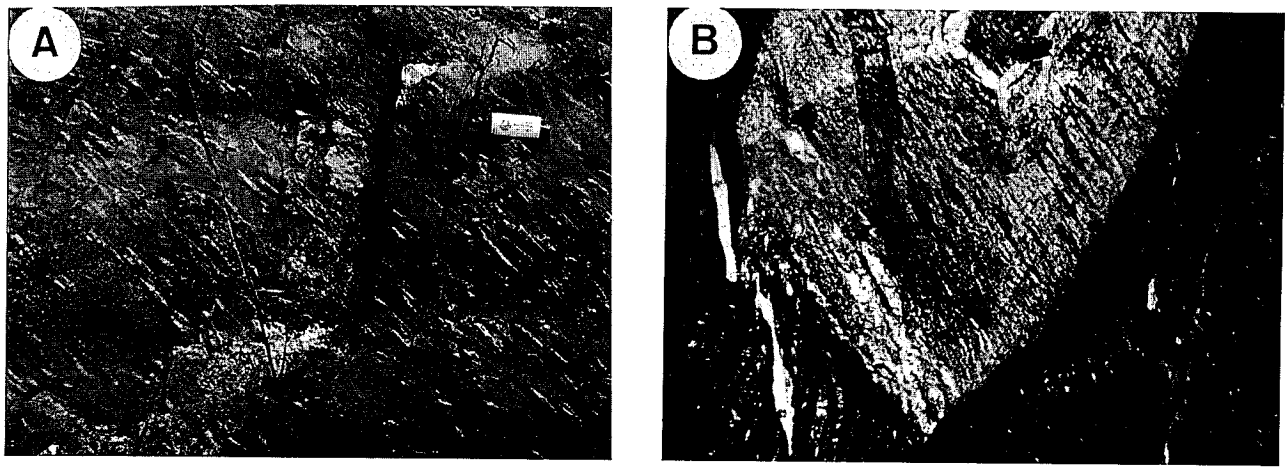


Figura 10.- Playa de San Roman. A) Sombras de presión desarrolladas en cristales de quiastolita dispuestos sobre un plano de foliación S_2. Longitud del mechero 6 cm. B) Cristal de andalucita pseudomorfizado por distena, con una foliación interna continua con la foliación exterior que aparece crenulada por la D_2. Lado largo de la foto 6 mm.

reinante durante la milonitización combinando información procedente de los mecanismos de deformación dominantes en los constituyentes principales, y de las reacciones minerales en los distintos tipos texturales de los gneises Ollo de Sapo.

Las asociaciones minerales observadas en las rocas que presentan una menor deformación se corresponden con aquellas características de migmatitas, de tipo granítico, que se desarrollan por encima de la segunda isograda de la sillimaníta (Sill + Crd + Biot + Fel - K + Cz + Ms). La recristalización sintectónica con el desarrollo de la foliación (planos S) de feldespato potásico y sillimaníta apunta a unas condiciones de T > 650 C° y P < 3,5 kb (Yardley, 1989) para los primeros estadios de desarrollo de la foliación milonítica, que está marcada por biotíta en los augengneises porfiroblásticos y miloníticos. La desaparición de biotíta tiene lugar en una franja amplia dentro los niveles basales de los gneises del Ollo de Sapo y su desaparición es coincidente con la mayor presencia en los augengneises sericíticos de clorita e ilmenita y con la presencia generalizada de otros minerales, de bajo grado metamórfico, resultado de la desestabilización de las plagioclasas cálcicas (calcita, epidota y esfena).

Los feldespatos muestran, en toda la sección, microestructuras indicadoras de haber sufrido una deformación plástica intracristalina generalizada. Los procesos de recuperación observados en el feldespato potásico incluyen recristalización dinámica y rotación de subgranos, y han sido observados en rocas deformadas en condiciones naturales a temperaturas superiores a 550°C (Vidal *et al.*, 1980). El comportamiento observado en los megacristales de plagioclasa está de acuerdo con los datos experimentales y de campo aportados por Marshall y Mac Laren (1977), quienes indican que a temperaturas superiores a 560 °C estos minerales muestran señales abundantes de deslizamiento intracristalino acompañado de recristalización.

Las microestructuras indicadoras de deformación plástica de los feldespatos durante el proceso de milonitización se pueden encontrar en todos los tipos microestructurales anteriormente descritos. Sin embargo, en la parte basal estos son más escasos, debido a la superposición de una intensa fracturación. La superposición de mecanismos de fracturación dominante sobre mecanismos de deformación plástica en los feldespatos puede interpretarse en términos de un enfriamiento continuo durante la milonitización, por debajo del campo de estabilidad de la biotita, lo que sugiere condiciones de la parte baja de la facies de los esquistos verdes (Winkler, 1976).

En toda la sección del Ollo de Sapo existen abundantes evidencias de la recristalización dinámica del cuarzo, lo cual implica temperaturas superiores a 350°C (Sibson,1977). Sin embargo, las venas de cuarzo inyectadas en la parte basal, durante los últimos estadios de la deformación muestran una recristalización dinámica limitada y desarrollo de abundantes fracturas intragranulares selladas por cuarzo y sericita, que, junto a la presencia de ultracataclasitas, pone de manifiesto la presencia de fluidos y temperaturas inferiores a 350 °C (Tullis y Yund, 1985).

Fábricas del cuarzo

Se han realizado medidas de la orientación de ejes <c> de cuarzo en los dominios cuarzosos de 12 muestras representativas de los distintos tipos microestructurales de gneises Ollo de Sapo, y cuyas proyecciones se presentan en la figura 11. Los ejes de cuarzo muestran una orientación muy marcada en todos los casos, definiendo guirnaldas cruzadas que presentan una fuerte asimetría, y máximos periféricos también con una disposición asimétrica.

La disposición asimétrica de la guirnalda principal o de los máximos puede ser utilizada como indicador del sentido de la cizalla (Simpson y Schmidt, 1983) y aporta datos de movimiento de techo hacia el E o NE consistentes con las obtenidas a partir de otras estructuras asimétricas observadas en el campo y en el microscopio.

En los augengneises porfiroblásticos y augengneises miloníticos aparecen guirnaldas cruzadas de tipo I y II (Lister, 1977), mientras que en los augengneises sericíticos y en los niveles ultramiloníticos predominan las guirnaldas cruzadas e incompletas de tipo I. Aunque no existe una correlación muy clara, en los gneises cuya foliación se generó en condiciones de mayor grado metamórfico (porfiroblásticos y miloníticos, con biotíta estable, T> 450°C) se observan máximos en los centros o en posiciones muy inclinadas, los cuales suelen interpretarse como generados en condiciones de alta temperatura en la que los movimientos de los planos romboédricos y prismáticos es más fácil (Bouchez y Pecher, 1981).

En la parte basal, donde la deformación ha sido más intensa, y en la que la temperatura reinante durante los últimos estadios de la milonitización ha descendido hasta 350°C, se observa un predominio de guirnaldas incompletas de tipo I. Estos máximos situados en la periferia generalmente se explican como generados por deslizamientos de los planos basales, que son los que más fácilmente se activan en condiciones de baja temperatura.

En la muestra número 5, perteneciente a un augengneis milonítico, se ha representado por separado la posición de ejes <c> de cuarzo correspondientes a cristales de tamaño grande y pequeño y se observa que tienen distribuciones claramente diferenciadas. Los cristales grandes de cuarzo (Fig. 11, muestra 5G) definen una guirnalda cruzada de tipo II, mientras que los pequeños (Fig. 11, muestra 5P) definen un amplio máximo situado en la periferia. El conjunto de las fábricas del cuarzo, analizadas en los gneises Ollo de Sapo, podría interpretarse en este sentido, es decir, las fábricas fueron generadas en una zona de cizalla dúctil con una componente rotacional importante y en la que la temperatura desciende de una manera progresiva, hacia la base de la lámina cabalgante, durante la milonitización.

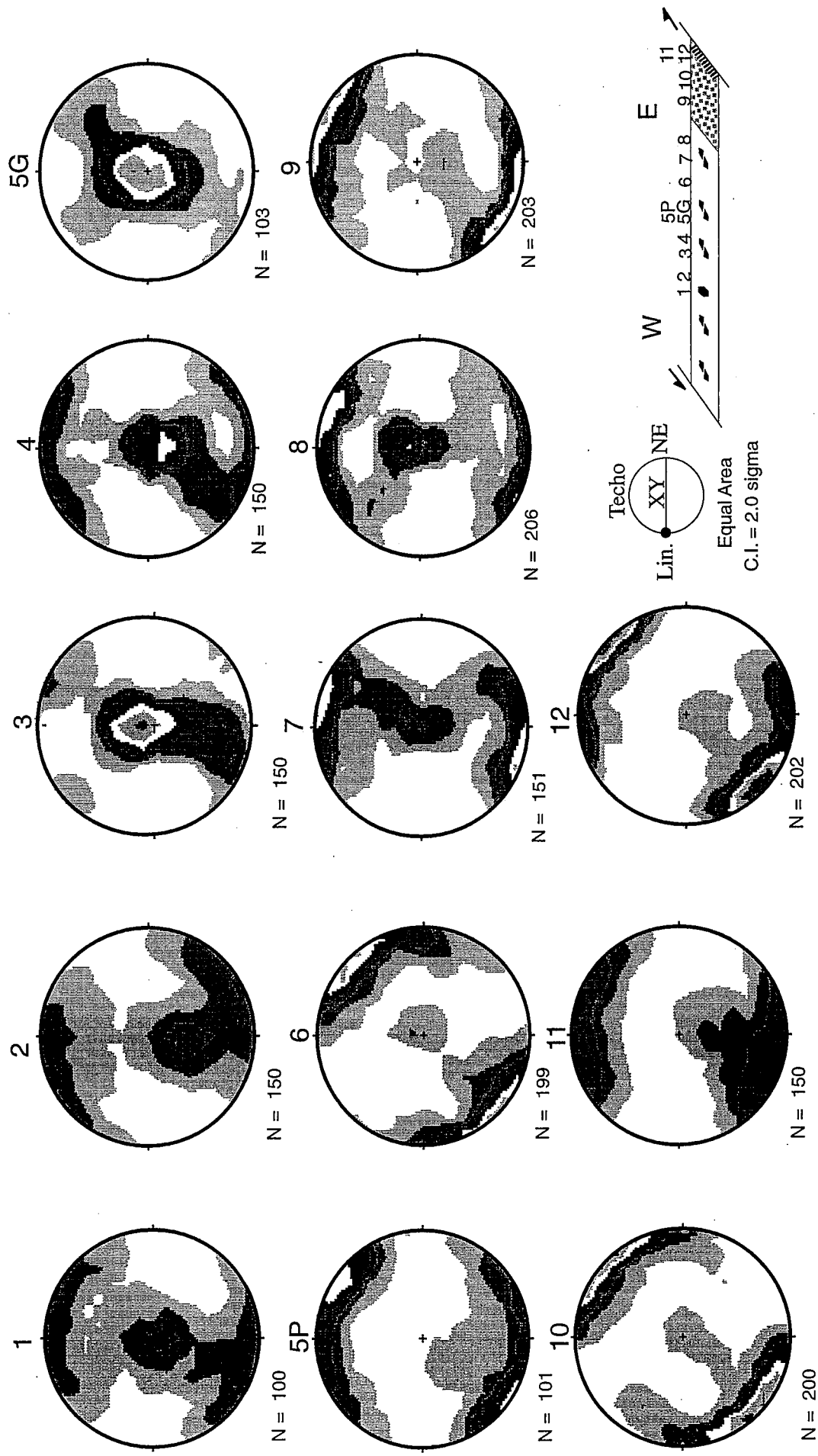


Figura 11.- Proyección estereográfica de la posición de los ejes < c > de cuarzo en varias muestras representativas de los distintos tipos microestructurales del Ollo de Sapo. Su situación viene representada en el esquema inferior de la figura, así como la posición de la foliación y lineación de estiramiento.

Discusión

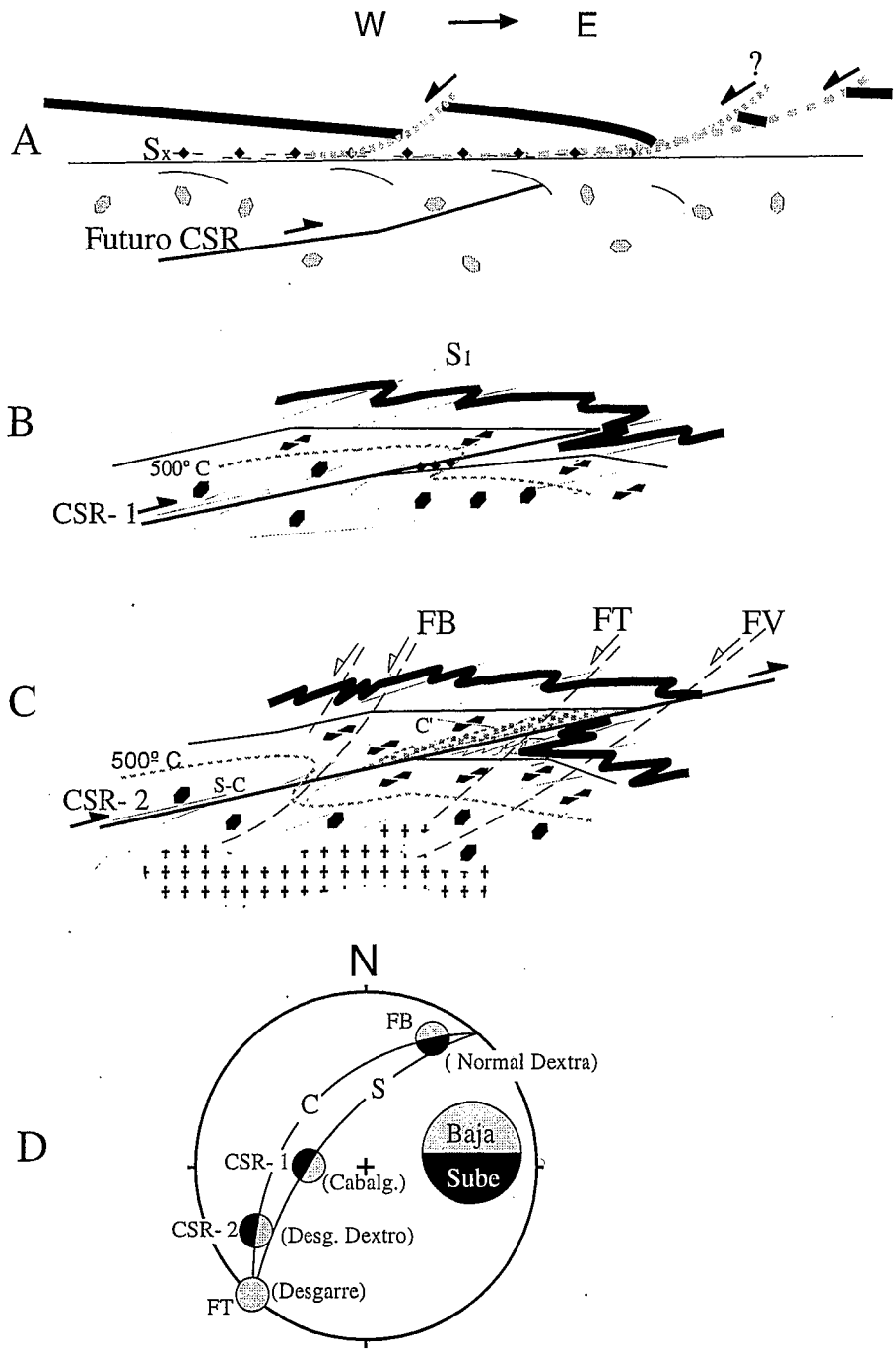
Las observaciones realizadas en este trabajo nos permiten discutir algunos aspectos y proponer nuevas interpretaciones acerca de la geología del Ollo de Sapo en el sector costero. Capdevila (1969, pág. 25), realiza una discusión en torno al origen del Ollo de Sapo y admite un origen granítico o granodiorítico para los megacristales de feldespato en base al tamaño, forma y zonado que éstos presentan. Sin embargo, este mismo autor considera que el tamaño de grano fino de la matriz, la presencia de cuarzos con golfos de corrosión y de intercalaciones metasedimentarias son incompatibles con un origen granítico directo, por lo que propone un origen vulcanosedimentario para el Ollo de Sapo de grano fino y en consecuencia para todo el conjunto. Sin embargo, las características texturales de los términos menos deformados apuntan a un protolito de tipo granítico con megacristales de feldespato. El Ollo de Sapo posee una foliación de tipo milonítico, generada en condiciones retrógradas, que en sus estadios más evolucionados lleva asociada una considerable reducción del tamaño de grano de los porfiroclastos y de la matriz. Las condiciones en que se realiza la deformación en la parte basal del Ollo de Sapo son de baja temperatura (en torno a 350°C) y de gran cantidad de fluidos. A estas temperaturas, la fracturación se alcanza más fácilmente en el feldespato que en el cuarzo (Evans, 1988), el cual permanece como porfiroclasto, mientras que el feldespato acomoda la mayor parte de la deformación mediante fracturación. Este fuerte desarrollo de fracturas intracristalinas facilita la intensa degradación química sufrida por los feldespatos (sericitización), lo cual se traduce en un aumento en el porcentaje de sericita en los términos basales del Ollo de Sapo. Este proceso lleva en ocasiones a la completa desaparición de los porfiroclastos de feldespato, lo que da lugar a un bandeado irregular consistente en la alternancia de augengneises y bandas de aspecto más esquistoso en las que, en ocasiones, permanecen porfiroclastos de cuarzo. Fenómenos de transformación de una roca granítica en un cuarzo-esquisto milonítico han sido descritos en condiciones de temperatura similares por Mitra (1978 y 1992), entre otros.

Frecuentemente se ha observado que los porfiroclastos de cuarzo de las ultramilonitas y augengneises sericíticos presentan fracturas irregulares y una recristalización dinámica en sus bordes muy limitada. Algunos de los granos nuevos se encuentran despegados del porfiroclasto que, en conjunto, adquiere una forma irregular, similar a golfos de corrosión típicos de cuarzos volcánicos. Por lo tanto, consideramos que el protolito del Ollo de Sapo, en el sector costero, sería un granito o granodiorita de megacristales, con abundantes enclaves microgranudos, cuya milonitización más intensa en la parte basal daría lugar a los augengneises sericíticos y a las bandas de ultramilonitas.

Por lo que respecta a la estructura, en este trabajo se ha podido comprobar que, las facies de grano fino no se presentan en las partes externas de la lámina de gneises; la foliación no se encuentra plegada, y en los límites inferior y superior se desarrollan zonas de deformación más intensa, que cortan a pliegues de primera fase. De este modo, el límite occidental se caracteriza como una falla normal dextra subparalela a la foliación milonítica del augengneis y posiblemente simultánea con la formación de la falla de Vivero, es decir, anterior a la fase de replegamiento D_3 (Martínez Catalán, 1985).

La geometría de la lámina de gneises, sus tipos microestructurales, que indican una deformación por cizalla simple más intensa hacia la base, el desarrollo de una zona de cizalla en los metasedimentos inferiores, y la existencia de un contacto basal neto que corta a pliegues D_1 desarrollados en la Cuarcita Armoricana, nos lleva a proponer una estructura consistente en un manto cristalino emplazado, mediante un cabalgamiento, sobre los metasedimentos del Ordovícico (Fig. 12B y C). Los augengneises porfiroblásticos y algunos tipos miloníticos presentan una lineación de estiramiento con una posición próxima a la máxima pendiente del plano de la foliación milonítica (figura 2B y CSR-1 en la figura 12D), mientras que en el resto de la sección la lineación de estiramiento presenta una inclinación hacia el SE entre 25° y 35° (figura 2C y CSR-2 en la figura 12D). Los últimos estadios de la deformación quedan registrados en los granitos de dos micas intruidos con posterioridad al desarrollo de la foliación milonítica y reflejan movimientos de desgarre puros o bien con una ligera componente de cizalla normal dextra, al igual que las lineaciones presentes en torno a la falla del Barquero (figuras 2E y 12D). Por lo tanto, en la zona de estudio existe un cambio, posiblemente gradual, en la posición de la lineación de estiramiento mineral desde posiciones según el buzamiento hacia posiciones subhorizontales (Fig. 12D).

La estructura propuesta, consistente en un manto cristalino, puede explicar la evolución metamórfica observada tanto en los gneises del Ollo de Sapo como en su autóctono relativo (Martínez *et al.*,1996). En efecto, la deformación milonítica en el bloque superior del cabalgamiento tiene lugar en condiciones retrógradas (tal como evidencia el progresivo comportamiento frágil de los feldespatos, la desaparición de biotita, la formación de minerales de bajo grado metamórfico y el aumento en la proporción de sericita) hacia la parte basal de los gneises Ollo de Sapo. Así, se puede deducir que los gneises Ollo de Sapo comienzan a deformarse a temperaturas por encima de 650°C, y que durante su emplazamiento hacia niveles corticales superiores la temperatura decrece, mientras que la deformación se concentra en los niveles basales, alcanzando temperaturas iguales o ligeramente inferiores a 350°C. Este perfil térmico invertido puede interpretarse como el resultado del enfriamiento gradual (desde 650°C hasta 350°C en las proximidades del cabalgamiento basal), por transferencia de calor al bloque inferior, formado por metasedimentos, que en los prime-



Símbolos

- Cuarcita Armoricana
- Granitoide de Megacristales
- Aug. Porfiroblástico
- Aug. Milonítico
- Augengneis Sericítico
- ◆ ◆ ◆ Aureola Dinamotérmica
- Detachment pre-Varisco

Figura 12.- Modelo evolutivo del emplazamiento del Manto del Ollo de Sapo. A) Suponiendo una edad prevarisca para S_x. Esta podría estar en relación con una zona de cizalla dúctil que acercaría la Cuarcita Armoricana a el protolito granítico del Ollo de Sapo y en la que se produciría un calentamiento con generación de andalucita. B) Durante los primeros estadios (CSR-1) actuaría como un cabalgamiento y desarrollaría una aureola dinamotérmica (♦♦♦) en los materiales próximos del autóctono. C) Estadio más avanzado de emplazamiento del manto del Ollo de Sapo que se mueve con una componente de desgarre dextro (CSR-2) en el que se desarrollan augengneises sericíticos en la base. D) Proyección estereográfica resumiendo la cinemática de los principales accidentes tectónicos. CRS= Cabalgamiento de San Roman. FB= Falla del Barquero. FT= Falla de Tixoso. FV= Falla de Vivero.

ros estadios de desarrollo del cabalgamiento se encontrarían a baja temperatura. Este tipo de estructuración térmica ha sido sugerida mediante modelos térmicos y estudios petrológicos por varios autores que describen la distribución de temperaturas en láminas calientes cabalgantes sobre rocas frías (Oxburg y Turcotte, 1974; England y Thompson, 1984; Spear *et al.*, 1990). Concretamente, durante el desarrollo de un cabalgamiento, Karabinos y Ketcham (1988) mostraron que las temperaturas de deformación en el bloque superior muestran un descenso significativo, mientras que la temperatura en el bloque inferior aumenta de manera importante, lo cual puede explicar el desarrollo del perfil térmico invertido en el bloque superior constituido por el Ollo de Sapo, y el metamorfismo progrado en los metasedimentos inferiores con desarrollo de granate y distena Sin-D_2 (Martínez *et al.*,1996). El metamorfismo progrado en presión y temperatura que sufren los metasedimentos del autóctono relativo, y la abundancia de venas de cuarzo, permite explicar la generación de fluidos que se incorporarían al bloque superior facilitando la fracturación de los feldespatos y su intensa degradación química. Los últimos estadios (Sin y Post- D_2) de la evolución metamórfica tanto de los gneises Ollo de Sapo como de los metasedimentos situados por debajo están caracterizados por una retrogradación a la parte baja de la facies de los esquistos verdes, y se realiza acompañada de un descenso de presión (~ 0,8 Kb, Martínez *et al.*, 1996) que puede ser explicada por la acción de la falla normal con componente de desgarre dextro del Barquero.

El desarrollo de quiastolita Pre-D_2, limitado a una banda de unos 100 m de espesor en los metasedimentos más próximos al cabalgamiento basal del Ollo de Sapo, es un fenómeno curioso, que coincide espacialmente con el desarrollo de una foliación previa a S_1 que anteriormente se ha denominado Sx. Dado que no se conoce la edad de esta foliación (Sx) se propondrán dos interpretaciones distintas: A.- Considerando a Sx como una foliación pre-Varisca, y a su vez coincidente con la S_1 incluida en los porfiroblastos de andalucita. En este caso, tanto la foliación Sx como los porfiroblastos podrían haberse generado en relación con una zona de cizalla pre-varisca, posiblemente extensional, que sería la causante de la importante sustracción de metasedimentos que se observa entre la Cuarcita Armoricana y el Ollo de Sapo (Fig.12A). B.- Considerando a Sx como una foliación Sin D_1, es decir generada y replegada por la zona de cizalla D_{1+2} existente por debajo de los gneises Ollo de Sapo. En este segundo caso, podría interpretarse la generación de andalucita en una aureola dinamotérmica (Jamieson, 1979) pegada al cabalgamiento basal de una lámina cristalina emplazada a temperaturas próximas a 650°C, cuando la superposición tectónica aún no era importante (Fig. 12B). Las relaciones de campo y microscopio parecen indicar que esta segunda posibilidad es la más probable.

En cualquier caso el posterior incremento de presión sin-D_2 (~ 1,5 Kb, Martínez *et al.*,1996) viene reflejado por la sustitución de andalucita por distena, como consecuencia del mayor apilamiento tectónico en los estadios más avanzados del desarrollo del cabalgamiento basal de los gneises Ollo de Sapo (Fig. 12C).

Conclusiones

La estructura de los gneises del Ollo de Sapo en el sector costero consiste en un manto cristalino, inicialmente constituido por un granitoide de megacristales, que desarrolló una intensa zona de cizalla dúctil en su base y que corta a los pliegues D_1 desarrollados en las rocas metasedimentarias ordovícicas. La foliación milonítica se desarrolló en los gneises simultáneamente con las fases de deformación variscas D_{1+2}. Posteriormente, este manto cristalino fue afectado por fallas de desgarre y normales.

El ascenso progresivo a niveles superficiales de la corteza de esta lámina de rocas graníticas fue acompañada de una retrogradación en el bloque superior (Ollo de Sapo) por transferencia de calor al bloque inferior constituido por metasedimentos de bajo grado metamórfico que desarrollan una aureola dinamotérmica pegada al cabalgamiento basal.

La deformación en el bloque superior tiende a concentrarse en los niveles basales, en los que la presencia de fluidos combinada con bajas temperaturas de deformación (~ 350°C) producen cambios microestructurales muy significativos en la roca granítica original. Estos cambios microestructurales consisten en una intensa fracturación del feldespato, lo que facilita su alteración sintectónica a moscovita y cuarzo, y que lleva a una disminución dramática del tamaño de grano y de la proporción de feldespatos en los niveles ultramiloníticos basales.

Agradezco la labor de dos revisores anónimos y del editor de la revista que han contribuido a la mejora del manuscrito original. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto PB94-1396-CO2-02.

Bibliografía

Aller, J. y Bastida, F. (1996): Geology of the Ollo de Sapo Antiform unit to the south of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain). *Rev. Soc. Geol España.*9: 183-197.

Arce Duarte, J.M., Fernandez Tomas, J.y Monteserin Lopez, V. (1975): Mapa Geológico de España. E.1:50.000, Hoja N° 2 (7-2) (Cillero). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.

Arenas, R. (1991): Opposite P,T,t paths of hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their sustratum (northwest of the Iberian Massif). *Tectonophysics*, 191: 347-364.

Bastida, F. Aller, J y Fernández Viejo, G. (1993): The structure of the Ollo de Sapo Antiform in the Cantabrian coast (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 93-103.

Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez- Catalán J.R., Pérez-Estáun, A. y Pulgar, J.A. (1984): «Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja N° 1 (2-1) (La Coruña). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid 155 pp.

Berthé, D. Choukroune, P., y Jegouzo, P. (1979): Orthogneis mylonite and non-coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.

Bouchez, J.L. y Pecher, A. (1981): The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics,* 78: 23-50.

Capdevila, R. (1969): *Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien du NW de l'Espagne*. These Univ. Montpellier, 430 pp.

Cuesta, A. (1980): *Estudio petrológico y geoquímico de las rocas graníticas de la zona de El Barquero (La Coruña).* Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo 103 pp.

Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I. Gutierrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F.y Aller, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics.*Tectonophysics,* (in press).

England, P.E. y Thompson, A.B.(1984):Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25: 894-928.

Evans, J.P. (1988): Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J. Struct.Geol.*,10: 437-444.

Gebauer, D., Martínez García, E. y Hepburn, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo Augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Annual meeting GSA, Boston, Abst. with Prog.* A-342.

Gonzalez Lodeiro, F: (1981). La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica,* 7: 535-545.

Hanmer,S. y Passchier,C.W. (1991): Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90:1-71

Hernández San Pelayo, P. (1922): Hierros de Galicia., Mem Inst. Geol. Min. España 1. Madrid, 30.

Iglesias, M. y Robardet, M. (1980): El Silúrico de Galicia Media (Central): su importancia en la paleogeografía Varisca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 99-115.

Jamieson, R.A. (1979): The origin of the dynamothermal aureole beneath the White Hills peridotite and its bearing on ophiolite emplacement. *Geol. Assoc. Can. Abstr.*, 4, 60.

Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. J. Sci.*, 270, 1-29.

Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Memoria del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. y Min. España,113 pp.

Karabinos, P. y Ketcham, R. (1988): Thermal structure of active thrust belts. *J. Metamor. Geol.*, 6: 559-570.

Lister, G.S .(1977): Discussion: crossed guirdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39: 51-54.

Marshall, D. B, y Mac Laren, A. C. (1977): The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *J. Mater. Sci.*, 12: 893-903.

Martínez Catalán, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental Leonesa). *Corpus. Geol. Gallaeciae,* 2: 1-191.

Martínez Catalán, J.R. Gonzalez Lodeiro, F., Iglesias Ponce de Leon, M. y Díaz Balda, M.A. (1977): La estructura del domo de Lugo y del anticlinorio del Ollo de Sapo. *Studia Geologica*, XII: 109-122.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz, F., Rubio, F.J., Abati, J. y Marquínez J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex (Galicia, NW Spain). *Tectonics*, 15: 106-121.

Martínez, F.J., Carreras, J. y Arboleya, M.L. (1996): Structural and metamorphic evidence of local extension along the Vivero fault coeval with bulk crustal shortening in the Variscan chain (NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 18: 61-73.

Martínez García, E. y Quiroga, J.L. (1993): Estructura del Ollo de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 18: 27-35.

Matte, Ph. (1968): La estructure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Geol. Fac. Ci. Grenoble. Revue de Geologie Alpine*, 44: 1-128.

Mitra, G.(1978): Ductile deformation zones and mylonites.The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks: *Amer. Jour. Science*, 278: 1057-1084.

Mitra, G.(1992): Deformation of granite basement rocks along fault zones al shallow to intermediate crustal levels. En: *Structural Geology of fold and thrust belts*, Mitra, S y G. W. Fisher Eds. The Johns Hopkins University Press, London, 123-144.

Oxburg, E.R. y Turcotte, D.L. (1974): Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 54: 641-662.

Parga Pondal, J., Matte, Ph.y Capdevila, R. (1964): Introducción a la geologie de «l'Ollo de Sapo» formation porphyroide antesilurienne du Nord Ouest de l'Espagne. *Not. Comunic. IGME,* 76: 119-154.

Pérez-Estaún, A., Martínez-Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of NW Spain. *Tectonophysics,* 191:143-153.

Prien, H.N.A. y Tex Den, E. (1984): Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb sistematics of Paleozoic granitoids: a review. *Physics Earth Planetary Interiors*, 35: 121-130.

Quiroga, J.L. (1982): Estudio geológico del Paleozoico al Oeste de Zamora. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 12: 205-226.

Ribeiro, A. (1974): Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24: 1-168.

Sibson, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. London,* 133: 191-213.

Simpson, C. y Schimdt, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 94: 1281-1288.

Spear, F.S., Hickmott, D.D. y Selverstone, J. (1990): Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102:1344-1360.

Tullis, J, y Yund, R. A. (1985): Dynamic recrystallization of feldspars : a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology,* 13: 238-241.

Vidal, J.L., Kubin, L. Debat, P. y Soula, J.L.(1980): Deformation and dynamic recrystallization of k-feldspar augen in orthogneis from Montagne Noire, Occitania. *Lithos*, 13: 247-257.

Winkler, H.G.F. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer Verlag, Berlin, 346 pp.

Yardley, B.W.D. (1989): *An introduction to metamorphic petrology*. John Wiley & Sons, Inc, New York. 248 pp.

Manuscrito recibido el 5 de Mayo de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 12 de Octubre de 1997